

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav pro životní prostředí

Studijní program: Ekologie a ochrana prostředí

Studijní obor: Ochrana životního prostředí



Barbora Hřebejková

Retence půdní vody v krajině
Soil water retention in the landscape

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Václav Šípek, Ph.D.

Praha, 2018

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 10. 8. 2018

Podpis

Poděkování:

Děkuji svému školiteli RNDr. Václavu Šípkovi, Ph.D. za vstřícný přístup a odborný dohled při psaní práce. Rovněž děkuji své rodině za podporu po celou dobu studia.

Abstrakt

Retence vody v krajině patří z důvodu změny klimatu v současnosti mezi velmi aktuální témata. Je ovlivňována řadou faktorů, které způsobují její proměnlivost v prostoru i čase. Cílem této práce je zodpovědět otázku, jaký je dlouhodobý vývoj retence vody v krajině a zároveň objasnit, jaký vliv mají vybrané druhy vegetačního porostu na vývoj vlhkosti půdy pod ním. První část je zaměřena na literární přehled fyzikálních charakteristik půd, interakci vody v půdě a způsoby měření půdní vlhkosti. S cílem uspořádat základní poznatky o půdě a jejích vlastnostech, zejména pak ve vztahu s půdní vodou. Dále jsou představeny jednotlivé metody měření půdní vlhkosti s ohledem na jejich limity.

Druhá část práce je zaměřena na rozbor vybraných studií, týkajících se jednak dlouhodobého vývoje retence vody v krajině a zároveň vlivu různých druhů vegetace na režim půdní vody. Kvůli technické náročnosti se bohužel jen velmi málo studií věnuje dlouhodobému měření půdní vody pomocí přímých metod, a proto jsou výsledky většinou omezeny na vyhodnocení retence vody v krajině pomocí hydropedologických modelů. Závěrečná část práce diskutuje a kriticky hodnotí výsledky studií, které se doposud zabývaly vlivem druhu vegetačního pokryvu na retenci vody v krajině a jejím dlouhodobým vývojem.

Klíčová slova: retence vody, půdní voda, evapotranspirace, půdní hydrologie, klimatická změna

Abstract

Water retention in the landscape is one the current topics in environmental protection. It is affected by a number of factors and is changing both in time and space. The goal of this thesis is to examine the long-term development of water retention in the landscape and to determine the influence of different types of vegetation on the soil moisture underneath. In the first part of my thesis I review different soil types with respect to their physical characteristics and interaction with water, and ways of measuring soil moisture. The aim of the thesis is the sum up the basic knowledge about soil and basics behaviour, mainly in the relation with soil moisture. There are introduced methods of soil moisture measurement with regard to their limits.

In the second part I focus on analysis of selected studies covering the topic of water retention in the landscape. Due to the technical difficulty is only a few studies devoted to a long term measurement of soil water by direct methods and therefore are results mostly limited to evaluate soil water retention by hydropedological models. In the final part I discuss and evaluate the results of the aforementioned studies.

Key words: water retention, soil moisture, evapotranspiration, soil hydrology, climate change

Seznam použitých zkratk

ASTM	American Society for Testing Materials
DPZ	Dálkový průzkum Země
FD	Frequency Domain Capacitance
FDR	Frequency Domain Reflectometry
GMS	Granular Matrix Sensor
GPR	Ground Penetrating Radar
ISSS	International Society of Soil Science
MIT	Massachusetts Institute of Technology
PDSI	Palmer Drought Severity Index
REV	Representativní elementární objem
TDR	Time Domain Reflectometry
TDT	Time Domain Transmission
USDA	United States Department of Agriculture
VIC	Variable Infiltration Capacity

Obsah

1. Úvod	7
2. Základní fyzikální charakteristika půdy	8
2.1 Pedogeneze	8
2.2 Zrnitost, půdní typy	8
2.3 Struktura, pórovitost	9
2.4 Horizonty, půdotvorné mechanismy	10
3. Půdní voda	12
3.1 Kapilarita	14
3.2 Potenciál půdní vody	14
3.3 Retenční křivka půdní vlhkosti	15
3.3.1 Hystereze	16
4. Měření retence vody v půdě	18
4.1 Přímé metody měření půdní vlhkosti	18
4.2 Nepřímé metody měření půdní vlhkosti: Objemové	18
4.2.1 Radiometrické metody	19
4.2.2 Odporové metody	20
4.2.3 Dielektrické metody	20
4.2.4 Ostatní metody	21
4.3 Nepřímé metody měření půdní vlhkosti: Tenzometrické	22
4.3.1 Terénní metody	22
5. Faktory kontrolující distribuci vody v krajině	23
5.1 Hydraulické vlastnosti půdy	23
5.2 Topografie	23
5.3 Vegetační pokryv	24
6. Vývoj retence v půdním profilu	26
6.1 Prostorová variabilita	26
6.2 Časová variabilita	28
7. Diskuze	32
8. Závěr	35
Použitá literatura	36

1. Úvod

Suchá období pozorovaná v poslední době, spolu se zvyšujícími se nároky na využití a spotřebu vody, výrazně ovlivňují její koloběh v krajině. Díky zvyšujícím se nárokům na využívání půdy se lidstvo podílí na její postupné degradaci a omezení přirozených funkcí. Schopnost půdy zadržovat vodu v krajině je vlivem těchto faktorů velmi pozměněna. Vysychání půdy spolu s růstem teploty a změnou klimatických podmínek se řadí mezi globální problémy. Předpokládané trendy směřující ke snížení retence vody v krajině jsou významné zejména pro zdroje pitné vody, zemědělskou produkci a v mnohých oblastech i pro obyvatelnost území.

Pomocí základních fyzikálních charakteristik půdy a sledování režimu půdní vody je možné sledovat závislost půdní vlhkosti na různých faktorech. Díky tomu je možné lépe odhadovat budoucí vývoj retence vody v krajině a také její závislost na vegetačním pokryvu. K pozorování dlouhodobého vývoje retence vody se využívá zejména matematických modelů a měření využívajících dálkový průzkum Země. Úskalím těchto metod je nepřesnost predikovaných výsledků. K dlouhodobému využití přímého měření nedochází zejména kvůli časové náročnosti.

V této práci se budu zabývat charakteristikou základních půdních vlastností a způsoby měření půdní vlhkosti. Následně pak dlouhodobým vývojem retence půdní vody v krajině a vlivem vegetačního porostu na půdní vlhkost. Cílem literární rešerše je shrnout poznatky z dostupné literatury a odpovědět na následující hypotézy:

- 1) Půdní vlhkost na loukách je vyšší než v lese
- 2) Dlouhodobým trendem je globální snižování půdní vlhkosti

2. Základní fyzikální charakteristika půdy

2.1 Pedogeneze

Půda vzniká postupným rozkladem a rozpadem hornin na malé fragmenty. Tento proces je primárně způsoben díky zvětrávání a nazývá se pedogeneze (Hillel, 1998). Procesy, které mění horniny a minerály v půdu jsou podle Kittricka (1986) tyto: hydratace, oxidace a redukce, disociace, selektivní odstranění částic srážením, loužením nebo vypařováním a další fyzikálně-chemické procesy. K rozpadu jednotlivých hornin dochází postupně v závislosti na jejich tvrdosti, odolnosti vůči chemickým procesům a dalších vlastnostech (Agren a Bosatta, 1997). Rozpad matrice a s ním spojená přeměna minerálů může trvat až několik tisíc let, výsledkem je uvolnění většiny živin a produkce půdy (Stevenson, 1986).

Půda je velmi složitý heterogenní, disperzní a porézní systém složený z částic, v němž se mění poměr jednotlivých fází. Fyzikální vlastnosti půdy jsou souborem vztahů mezi třemi fázemi, rozlišujeme kapalnou, pevnou a plynnou fázi. Mezi jednotlivými fázemi leží přechodná mezifázová oblast, která má vliv na vlastnosti půdy. (Hillel, 1998). Podle Jury a Horton (2004) je půda tvořena čtyřmi základními složkami, mezi které řadíme složku organickou, minerální, půdní vodu a vzduch. Mezi základní fyzikální vlastnosti půd podle Šarapatky (2014) patří: zrnitost půdy, měrná a objemová hmotnost, pórovitost a struktura půdy.

2.2 Zrnitost, půdní typy

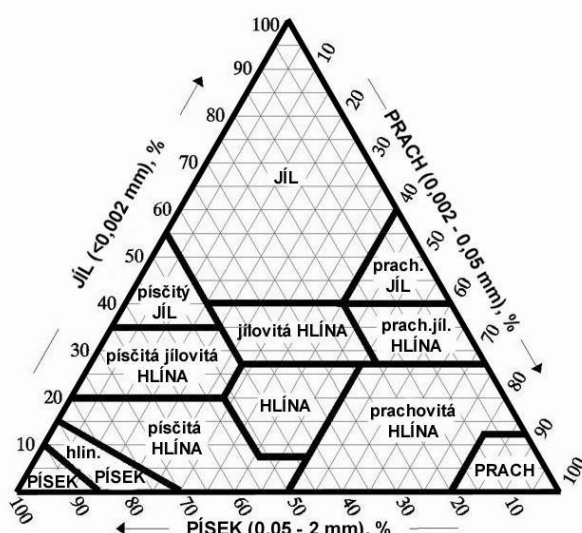
Půdní částice mají různé velikosti, od velkých kusů hornin až po mikroskopické jílovité částice. Zrnitost se vztahuje k anorganické složce půdy, která je tvořena z primárních a sekundárních minerálů. Určení zrnitosti půdy je založeno na kvantitativním poměru částic o různých velikostech (Tindall, 1999).

Zrnitost půdy je závislá zejména na mineralogickém složení mateřské horniny. Při vysokém obsahu těžce/snadno zvětratelných hornin v matrici, bude půda hrubozrnnější a písčitéjší/jemnozrnná a jílovitá. Částice menší než 2 mm tvoří jemnozem půdy. Jednotlivé zrnitostní kategorie jsou jíl, prach a písek. Částičky jílu jsou nejmenší částice, které mají velkou povrchovou plochu. Prach je tvořen středními částicemi o velikosti 0,002-0,05 mm, které při výskytu v půdách pomáhají zajišťovat rovnovážný poměr vzduchu a vody. Písek je tvořen částicemi o velikosti 0,05-2 mm, které mezi sebou mají hrubé póry. Pohyb vody a minerálních látek v půdě závisí na půdní zrnitosti. Jílovité půdy jsou méně propustné, pomaleji promývány a vyluhovány než půdy písčité. Písek je tvořen částicemi křemene, úlomky živců a silikátových

hornin. Půda s vysokým obsahem písku nemá téměř žádnou sorpční schopnost, minerální látky jsou z ní rychle vymývány, je velmi dobře propustná a bez přísunu vody brzy vysychá (Šarapatka, 2014).

Půdní druh je určen poměrem jednotlivých zrnitostních frakcí. Pro jejich rozdělení neexistuje univerzálně přijaté schéma. Klasifikace, které dělí půdní částice podle velikosti mnohdy používají stejný název pro odlišné velikostní frakce. Členění podle USDA (standardizovaná Ministerstvem zemědělství USA) se liší od klasifikace ISSS (Mezinárodní organizace pro výzkum půd) a také od ASTM (American Society for Testing Materials), MIT (Massachusetts Institute of Technology) a od hodnocení používaných dalšími mezinárodními instituty (Hillel, 1998).

Trojúhelníkový diagram zrnitosti půdy znázorňuje typy půdy, rozdělené poměrově podle obsahu jednotlivých frakcí. Zakládá se na klasifikaci USDA, která částice rozděluje podle velikosti takto: velikost jílu $<0,002$, prachu $0,002-0,05$ mm a písku $0,05-2,0$ mm (Tindall, 1999).



Obrázek 1: Trojúhelníkový diagram půdní zrnitosti, upraveno podle (Hillel, 1998)

2.3 Struktura, pórovitost

Struktura půdní matrice určuje velikost pórů a tím i prostor pro vodu a vzduch v půdě, poměr jednotlivých složek je v čase proměnlivý (Smolíková, 1988). Póry jsou volnými prostory v půdě, které se zaplňují vzduchem, vodou a půdními roztoky. Půdní částice mají různé tvary a rozdílnou schopnost držet pohromadě, jejich spojováním dochází ke vzniku tzv. agregátů. Půdní struktura je v čase nestabilní, ovlivňují ji různé fyzikální procesy. Struktura půdy je z hydrologického hlediska významnější než půdní textura. Její vývoj je ohrožen klimatickou změnou a biologickou aktivitou člověka. (Hillel, 1998).

Samotný vznik a tvorba půdní struktury je přirozeným jevem. Na němž se podílí kationty (které se vyměňují v koloidním systému), množství obsažených koloidů a kvalita i obsah organické hmoty (Šarapatka, 2014). Půdní agregáty je možné dělit podle velikosti na mikroagregáty (do 250 μm) a makroagregáty (až několik mm v průměru). Tvorba půdních agregátů je závislá na množství organické hmoty v půdě. Při dostatku organické hmoty jsou částice vázány do mikroagregátů, které se následně spojují do makroagregátů. Tvorba agregátů je ovlivněna růstem kořenů a hyf, na které se díky mikroorganismům vážou částice z kterých se vytváří agregáty (Jastrow, 1996). Půdní struktury dělíme podle vzniku na elementární, koherentní a agregátové. Díky různému tvaru a velikosti prvků dělíme půdní strukturu na kulovitou, polyedrickou, prismatickou, sloupkovitou a deskovitou (Šarapatka, 2014).

Půdní póry jsou tvořeny díky nekompaktnosti jednotlivých částic. Podle Šarapatky (2014) lze na základě jejich poměru s celkovým objemem půdy určit **celková pórovitost**:

$$P = \frac{V_P}{V_S} \quad (1)$$

kde: V_P Objem pórů

V_S Celkový objem vzorku

Podle Hillela (1998) se hodnota poréznosti obvykle pohybuje mezi 30-60 % v závislosti na půdní struktuře. Jemné půdy mají vyšší tendenci k pórovitosti než ty hrubé. Celková porozita však nevypovídá o velikosti a tvaru jednotlivých pórů. Pro určení půdní pórovitosti je důležitý zejména velikostní poměr jednotlivých pórů (Smolíková, 1988).

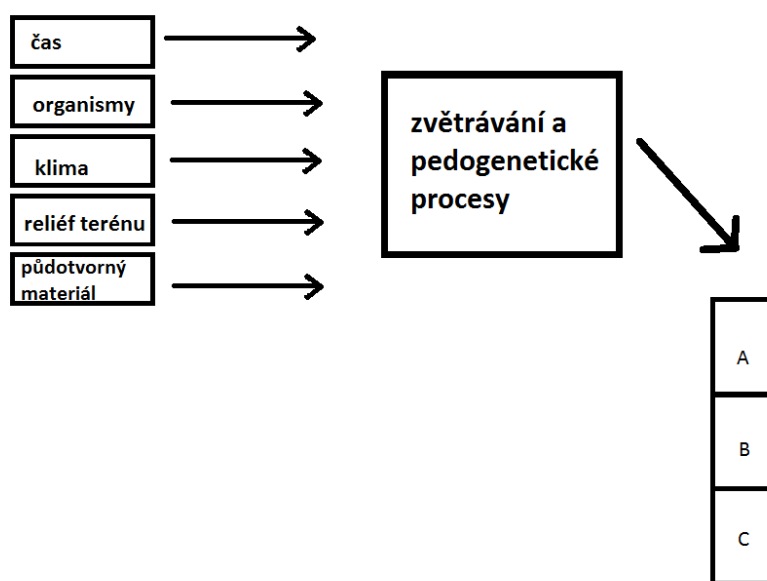
2.4 Horizonty, půdotvorné mechanismy

Mezi půdotvorné činitele řadíme podle Cheswortha (2008) působení klimatu a živých organismů na mateční horninu. Důležitým faktorem je také čas a podmínky, za kterých působení ostatních faktorů probíhá. Z hlediska klimatu je podstatný zejména chod srážek a teplota, srážky jsou jednou z častých příčin ztráty minerálních složek v půdě. Dalším z půdotvorných činitelů je topografie terénu, konkrétně sklon a tvar krajiny a složení vlastní mateční horniny.

Pedogenetické procesy přispívají k tvorbě nové půdy a dalšímu vývoji té stávající. Postupný rozklad živin a vrstvení hornin a organismů vede k vytvoření vrstev, které mají vždy v určité hloubce charakteristické vlastnosti pro daný stupeň rozkladu a promísení částic. Takto

vznikají půdní horizonty, které v obecné rovině dělíme na A, B a C horizont, jejichž vertikální průřez vytváří půdní profil plochy (Šarapatka, 2014).

V některých místech lze jednotlivé horizonty snadno rozlišit, jinde může být jeho mocnost minimální či není zastoupen vůbec. Člověku je nejbližší povrchová vrstva, díky které dochází k výměně hmoty a energie mezi půdou a okolím. Vlastnosti povrchu (četnost prasklin, šikmost, množství vegetace a jiné faktory) ovlivňují její funkci a další půdní procesy. Horizont A je povrchovou vrstvou s velkým množstvím organické hmoty a vysokou biologickou aktivitou. Probíhají v něm také chemické procesy, které působí tvorbu jílu, tyto látky jsou vymývány níže do horizontu B. Horizont B je také označován jako metamorfický, dochází v něm k hromadění živin a podle jejich množství lze tento horizont dále dělit. Jeho spodní část bývá málo porézní a hůře prostupná, díky jeho celkové mocnosti. Horizont C má půdotvornou funkci, je v nejspodnější části půdního profilu a tvoří ho mateční hornina nebo fragmenty hornin (Hillel, 1998).



Obrázek 2: Faktory a podmínky ovlivňující vznik půdy, upraveno podle (Šarapatka, 2014)

3. Půdní voda

Pojem půdní voda zahrnuje veškerou vodu vyskytující se v půdě v kapalném, plynném i pevném skupenství, bez jejího působení by v půdě probíhal pouze fyzikální rozpad. Největší význam má voda kapalná, díky jejímu působení na půdní dynamiku je možná celá řada biologických, chemických i fyzikálních pochodů. Její množství je ovlivněno zejména atmosférickými srážkami, ze kterých většina půdní vody pochází. Množství vody je ovlivněno i svažitostí terénu, vlastnostmi substrátu, reliéfem povrchu, množstvím a složením vegetace a vlivy člověka (Smolíková, 1988).

Voda se v půdě vyskytuje v různých skupenstvích, liší se zejména tím, zda je ve vázané nebo pohyblivé formě a silou vzájemné vazby jednotlivých skupenství. Půdní roztok je voda v pórech, která je obohacena o organické i anorganické látky. Hygroskopická voda se vyskytuje na povrchu půdních částic, je nepohyblivá a pevně vázaná. Půdní částice ji absorbují z půdního vzduchu. Číslo hygroskopicity neboli maximální hygroskopičnost udává množství vodních par, které je půda schopna zadržet při svém 100 % nasycení. Voda obalová je vázána menšími silami a její pohyb je pomalý. Vyskytuje se při nárůstu půdní vlhkosti i po dosažení maximální hygroskopičnosti. Kapilární voda se nachází v kapilárních pórech půdy a je držena kapilárními silami na trojfázovém rozhraní. V půdě nalezneme také chemicky vázanou vodu, která nepatří mezi složku půdní vody ale je součástí různých sloučenin a molekul (Šarapatka, 2014).

Vodní režim je souhrnem veškerých příjmů, akumulací a výdajů vody z půdy. Vodní bilance ho charakterizuje z kvantitativního hlediska, obsahuje počáteční i koncové hodnoty zásob vody v půdě a všechny její příjmové i výdajové složky za přesné časové období (Prax, 2003). **Vodní bilance** je ovlivněna vstupy (srážky, podzemní voda, kondenzace, závlahy) a výstupy (povrchový a podzemní odtok, evapotranspirace), lze ji vyjádřit rovnicí:

$$Z_Z + S + P_{PV} + P_{PZ} + K = E + T + O_{PV} + O_{PZ} + Z_K \quad (2)$$

kde:

- Z_Z Zásoba vody v půdě na počátku bilančního období
- S Srážkový úhrn
- P_{PV}, P_{PZ} Povrchový a podzemní přítok
- K Kondenzace
- E Evaporace
- T Transpirace
- O_{PV}, O_{PZ} Povrchový a podzemní odtok
- Z_K Zásoba vody na konci bilančního období

Obsah vody v půdě může být vyjádřen několika způsoby, např. vztahem k hmotnosti pevných látek, celkové hmotnosti, objemu pevných látek, celkovému objemu nebo k objemu pórů (Hillel, 1998). Za základní pojmy určení půdní vlhkosti podle Kutílka et al. (2000) považujeme hmotnostní a objemovou vlhkost. Jako poměr mezi hmotnostmi vody a tuhé fáze půdy se označuje výpočet pro **hmotnostní vlhkost** půdy:

$$w = \frac{m_w}{m_z} \quad (3)$$

kde: m_w Hmotnost vody

m_z Hmotnost zcela vysušené půdy

Sušení půdního vzorku probíhá při stanovené teplotě (105 °C pro normální půdy a 60 °C pro půdy s větším podílem organické hmoty) do konstantní hmotnosti (obvykle po doby 24 h). Dále Hillel (1998) uvádí, že při zaplnění všech pórů vodou (saturace) je její obsah mezi 25-60 % v závislosti na typu půdy, s vyšším obsahem vody se setkáme u jílovitých půd. V určitých případech může obsah saturační hmoty na bázi vody přesáhnout 100 % např. u rašelin.

Objemová vlhkost půdy je poměrem objemu vody k objemu vody neporušeného vzorku půdy:

$$\theta = \frac{V_w}{V_s} \quad (4)$$

kde: V_w Objem vody

V_s Objem vzorku půdy

Nasycení písčité půdy je přibližně 40 % a v jílovitých půdách se může přiblížit k 60 %. Objem vody při nasycení může překročit pórovitost suché půdy. Tento jev je způsoben bobtnáním půdy, při kterém zemina zvětšuje a zmenšuje svůj objem, což je typické pro některé druhy jílovitých půd (Hillel, 1998).

Objemová vlhkost se přepočítává na zásobu vody ve stanovené části půdního profilu takto:

$$w = \int_0^z \theta \cdot dz \quad (5)$$

kde: dz Hloubka půdního profilu (v mm nebo cm)

Pro výsledky vzešlé po přepočítání na zásobu vody platí, že pokud bude vlhkost θ s hloubkou půdního profilu konstantní, pak $w = \theta z$ (Kutílek et al., 2000).

3.1 Kapilarita

Kapilární síly vyvolávají a ovlivňují pohyb vody půdou a díky nim je voda schopna stoupat i přes působení gravitační síly (Šarapatka, 2014). Hlavní rolí kapilarity je fungování nenasyčeného a vícefázového toku v porézních médiích. Základní procesy, které určují distribuci kapalných fází v porézních médiích (jako je půda), jsou velmi komplikované. Díky kapilárnímu tlaku lze popsat tok vody v nenasyčených půdách. Ve většině případů je definován jako rozdíl mezi tlaky fází, v tomto případě vzduchem a vodou. Předpokládá se, že přispívá k určení saturace, protože je funkcí povrchového napětí a poloměru menisku (Hassanizadeh et al., 2002).

Kapalina s rozhraním, které je konvexní vůči atmosféře je pod vyšším než atmosférickým tlakem. Tekutina s plochým rozhraním má stejnou hodnotu tlaku jako atmosféra. Povrchové napětí kapaliny zůstává stále stejné bez ohledu na jeho zakřivení Hillel (1998), naopak Kutílek et al. (2000) uvádí, že se povrchové napětí mění se zakřiveností menisku a teplotou. Na styku vody s pevným povrchem se nachází smáčecí úhel γ . Hillel (1998) doplňuje, že výskyt zakřivení je díky rozdílu tlaků právě na tomto rozhraní. U styčného úhlu určujeme jeho velikost a rozdělujeme do tří kategorií. Prvním případem je kapalina plně smáčející povrch tuhé fáze $\gamma = 0^\circ$, dále částečně smáčející povrch tuhé fáze $0^\circ < \gamma < 90^\circ$, poslední kategorií je kapalina, která nesmáčí povrch tuhé fáze $\gamma > 90^\circ$, nesmáčivost je typickým znakem hydrofobního povrchu (Kutílek et al., 2000).

Půdní kapiláry jsou různě široké podle toho, v jakém typu půdy se vyskytují. Úzké kapiláry se nachází v jílovité a široké pak v písčité půdě. Za atmosférického tlaku je u vody omezené kapilaritou ekvivalentní tlak nižší než u vody volné (vyskytující se pod půdním rozhraním vzduch-voda) (Hillel, 1998). Kapilární vodu lze dělit na vodu podepřenou, která je spojena s podzemní a vodu zavěšenou, která takové propojení nemá. Zavěšená voda je často sycena shora, v kapiláře je udržována tak, že v dolní části vodního sloupce je hydrostatický tlak nižší než povrchový, který působí na dolní meniskus. Pokud vodní sloupec stále roste, stává se dolní meniskus konvexním až do chvíle, kdy se z něj utrhne kapka (Šarapatka, 2014). Tímto způsobem je zajištěno, že většina kapilár nedosáhne nad určitou délku vodního sloupce.

3.2 Potenciál půdní vody

Potenciální energie půdní vody je dána polohou nebo vnitřním stavem vody v půdě a má primární význam při určování pohybu a celkového stavu vody. Díky rozdílům mezi potenciální energií jednotlivých bodů v půdě dochází k proudění vody z míst s vyšší potenciální energií do míst s nižší energií. Každá část půdy má tendenci se energeticky vyrovnat se svým okolím. Při přímém střetu dvou druhů půdy, které se liší strukturou se voda z jedné půdy přesouvá do druhé

v tendenci k energetické rovnováze. Voda v kapalném skupenství se tedy v půdě v různém čase a místě liší v potenciální energii. Směr růstu potenciální energie je pohyblivou silou s určitou vzdáleností, která způsobuje průtok. Určení relativního potenciálu půdní vody v každém bodě pomáhá určit jednotlivé síly působící v každém směru a rovnovážný stav vody v půdním systému (Hillel, 1998). Dále Šarapatka (2014) uvádí, že pokud jsou hnací síly v celém systému společně rovny nulové hnací síle, pak je potenciál v systému shodný. K tomu Kutílek et. al (2000) doplňují, že pokud je gradient potenciálu nulový, pak se vlhkost v čase nemění a voda neproudí. Při vztlínání vody půdou je s rostoucí výškou vynaložena větší práce k vystoupaní do této úrovně a k udržení hladiny.

Energie, kterou půda vodě váže se vztahuje na jednotku vody, a to buď na jednotkovou hmotnost nebo na jednotkový objem, případně na jednotku tíhy (Kutílek et al., 2000). **Potenciál půdní vody** lze vyjádřit touto rovnicí:

$$\Phi = \varphi_g + \varphi_w + \varphi_a + \varphi_o + \varphi_e \quad (6)$$

kde:

- Φ Celkový potenciál půdní vody
- φ_w Vlhkostní potenciál půdní vody
- φ_g Gravitační potenciál půdní vody
- φ_a Pneumatický potenciál půdní vody
- φ_o Osmotický potenciál půdní vody
- φ_e Zátěžový potenciál půdní vody

Podle Kutílka et. al (2000) lze potenciál půdní vody definovat také tímto vztahem:

$$\Phi = \varphi_g + \varphi_o + \varphi_p \quad (7)$$

kde: φ_p **Potenciál měřený tenzometrem** (přístroj na měření sacího tlaku půdní vody)

$$\varphi_p = \varphi_w + \varphi_a + \varphi_e \quad (8)$$

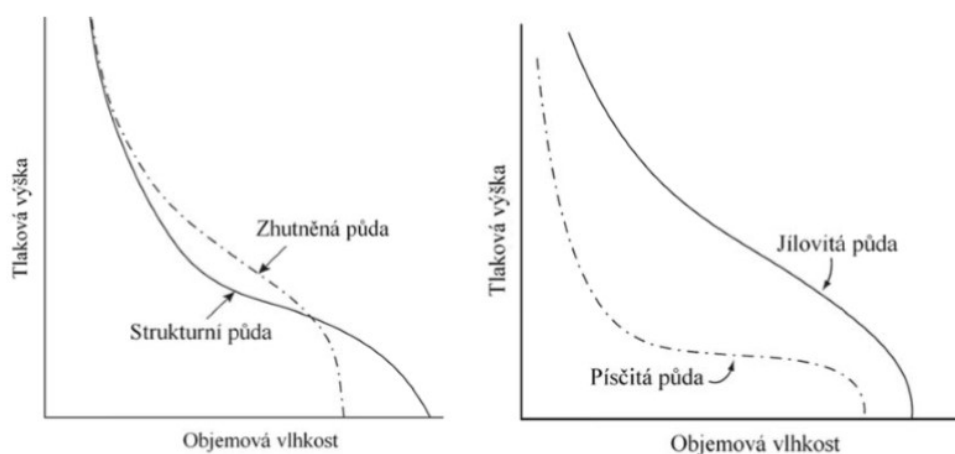
Složka vlhkostního potenciálu φ_w závisí na vzdálenosti od hladiny podzemní vody v půdě. Pokud je zachována hydraulická spojitost mezi hladinou volné vody a půdou, lze potenciál měřit (Šarapatka, 2014).

3.3 Retenční křivka půdní vlhkosti

Retenční křivka půdní vlhkosti graficky znázorňuje vztah mezi vlhkostním potenciálem (sacím tlakem půdy) a objemovou vlhkostí půdy. Její tvar je závislý na obsahu organické hmoty

v půdě, struktuře, mineralogickém a zrnitostním složení, kationtech a objemové hmotnosti (Kutílek et al., 2000). Hillel (1998) tento výčet doplňuje o poměr kapilárních pórů. Retenční křivku je možné laboratorně změřit pro jednotlivé půdní vzorky, nebo odhadnout pomocí pedotransferových funkcí. Kvůli velké proměnlivosti všech faktorů může být odhad založený na pedotransferových funkcích zatížen velkou nejistotou. Tyto rovnice pracují s texturou půdy, salinitou, množstvím organické hmoty a částic písku (Saxton a Rawls, 2006).

Struktura půdy velmi ovlivňuje tvar této křivky, čím více je půda písčítá a sypká, tím je tvar křivky strmější. S rostoucím obsahem jílu jsou půdní póry rovnoměrněji rozloženy, což způsobuje vyšší retenční schopnosti a pokles strmosti křivky. (Hillel, 1998). Na následujícím obrázku je znázorněna závislost vybraných druhů půd na tlakové výšce a objemové vlhkosti.



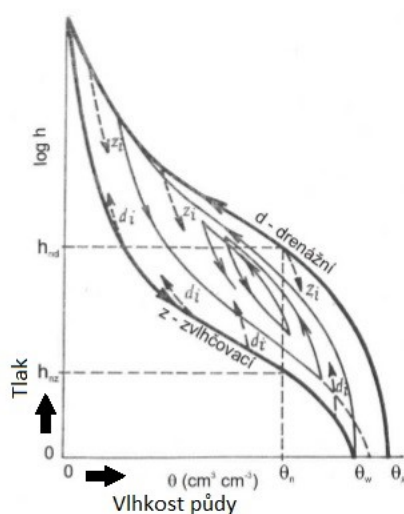
Obrázek 3: Retenční křivka vybraných druhů půd (Hillel, 1998)

3.3.1 Hystereze

Vlhkost půdy je závislá na směru změn obsahu vody v půdní matici. Průběh retenční čáry také závisí na způsobu dosažení rovnovážného stavu vlhkosti (Kutílek et al., 2000). Hystereze je fenomén, který charakterizuje rozdíly mezi křivkami limitních hodnot objemové vlhkosti půdy v závislosti na předchozím stavu nasycení půdy a změnách sacího tlaku. Výsledná křivka zobrazuje variabilitu retenční křivky (Poulovassilis (1962), Hillel (1998)).

Hystereze je způsobená vlivem více faktorů, jeden z hlavních vlivů mají slepé půdní póry, naplněné vodou nebo vzduchem. Dalším faktorem je nestálost průřezu pórů, hodnota smáčecího úhlu, zachytávání vzduchových bublin, bobtnání a shlukování v průběhu smáčení a zvlhčování (Kutílek et al., 2000). Hillel (1998) uvádí, že křivku znázorňující vztah mezi vysušováním matrice a vlhkostí půdy lze získat dvěma způsoby. První způsob je nasycení půdy vodou, kdy

odvodňováním postupně dochází k vysoušení půdy při současném měření vlhkosti. U druhého způsobu je půda na počátku suchá a dochází k jejímu zavodňování spolu se snižováním odsávání. Tímto způsobem lze získat dvě odlišné kontinuální křivky. Při stejném sání vody, bude půdní vlhkost nižší při sorpci (zvlhčování) než při desorpci (vysušování) (Hillel, 1998). Hystereze tedy způsobuje značnou nejistotu z hlediska přesného určení retenční čáry pro danou lokalitu. Následující obrázek znázorňuje křivky absorpce a desorpce a účinek hystereze, která je v rovnovážném stavu v závislosti na vlhkosti půdy a vysušování. Smyčky mezi křivkami znázorňují přechody mezi nimi.



Obrázek 4: Křivka závislosti hystereze (Kutílek, 1978)

4. Měření retence vody v půdě

Metod měření půdní vlhkosti je mnoho a lze je rozdělit do různých kategorií. Dělíme je na laboratorní a polní (v závislosti na jejich využitelnosti, některé metody lze využít v obou případech). Metody dále dělíme na destruktivní a nedestruktivní (dle odběru půdního vzorku). Nejhojněji se však využívá dělení na měření přímé a nepřímé. Pomocí přímého měření se stanovuje přesný obsah vody v půdě, nepřímé měření je založeno na měření jiných fyzikálních veličin a následném převodu na půdní vlhkost (jedná se o veličiny, které jsou na vlhkosti závislé, např. elektrický odpor) (Kutílek et al., 2000). Výběr vhodné metody pro konkrétní měření záleží také na instalaci, době trvání, ceně i požadované přesnosti u jednotlivých měření (Muñoz-Carpena, 2015).

4.1 Přímé metody měření půdní vlhkosti

Do této skupiny řadíme metodu gravimetrickou (navážkovou). Tato metoda slouží jako kalibrace měření pro jiné metody, umožňuje vyjádřit jak hmotnostní tak objemovou vlhkost půdy (Reynolds, 1970). Je to metoda destruktivní, spočívá v odebrání části půdního profilu za pomoci kovového válečku. Je spolehlivá pro jednorázová měření díky tomu, že při něm dochází k přesnému vyčíslení veškeré vázané vody v půdním profilu (Kutílek et al., 2000). Stanovení spočívá v zakopání kovového válečku, následného odejmutí, zvážení a postupného vysušení půdy, které se provádí při stanovených podmínkách (teplota 100-110 °C) až do ustálení hmotnosti žíhaného vzorku (Muñoz-Carpena, 2015). Dále Kutílek et al., (2000) dodávají, že teplota vysušení závisí na vlastnostech půdy a množství obsaženého humusu, u stanovování jílových minerálů se využívá vyšších teplot (i 160 °C).

Pomocí této metody lze na základě vážení vzorku poměrně přesně stanovit objemovou hmotnost suché půdy a získat i hodnotu pórovitosti. Bear (1975) doplňuje, že hodnotu porozity lze získat pomocí stanovení velikosti REV (representativního elementárního objemu), tzn. objemu, kde vzorek již nemění svou pórovitost i přes další zvětšování objemu půdy. Nevýhodou této metody je, že odběr musí být proveden několikrát, v každé lokalitě se obvykle jedná o odběr čtyř až pěti válečků při jednom měření. Dále je nutné vzorek odebírat na nesešlapaném či jinak utužovaném místě (Bát'ková et al., 2013).

4.2 Nepřímé metody měření půdní vlhkosti: Objemové

Nepřímé metody neměří přímo obsah vody v půdě, ale její množství odhadují na základě měření jiné veličiny, která je následně podle kalibrovaného vztahu na objemovou vlhkost převedena. Mohou být rozděleny v závislosti na měřeném množství jako metody objemové

a tenzometrické. Zatímco objemová metoda měří objemovou vlhkost půdy, tak metody tenzometrické jsou závislé na vodním potenciálu (sacím tlaku) půdy, který se pomocí retenční křivky půdy na objemovou vlhkost převádí (Muñoz-Carpena, 2015).

4.2.1 Radiometrické metody

Pro určení obsahu vody v půdě se využívají dvě různé radiometrické metody. První z metod využívá k měření neutronovou sondu, která zaznamenává zpomalení vysokorychlostních neutronů pomocí jader atomů vodíku v půdě. Druhou metodou je gamaskopie, která měří útlum gama paprsků při průchodu půdou. Obě zmíněné metody jsou nedestruktivní a měření lze provádět na stejném místě opakovaně. Radiometrické metody potřebují kalibraci, která se obvykle provádí za pomoci gravimetrie (Arnell, 2014).

Neutronová metoda

Podle Shawa *et al.* (2010) se tato metoda nazývá také neutronové zpomalení, spočívá v bombardování moderátoru, pomocí rychle letících neutronů (zejména Am, Be). Moderátor je obvykle tvořen atomy vodíku (vyskytují se ve vlhké zemině). Zazueta and Xin (1994) doplňují poznatky o měření, které probíhá na bázi toho, že v půdě je většina atomů vodíku přímo vázána na molekuly vody a tím je poměr termických neutronů vázán s obsahem vody v půdě.

Měření probíhá pomocí sondy, jejíž součástí je detektor a zdroj, sonda se zavede do předem připravené pažnice. Výsledná hodnota půdní vlhkosti se získává ze zařízení díky lineární kalibraci mezi počtem zpomalených neutronů (které jsou stanoveny sondou) a obsahem vlhkosti půdy (získaným ze vzorků v blízkosti). Hloubku měření vlhkosti je možné regulovat zavěšením sondy do pažnice v různých hloubkách (Muñoz-Carpena, 2015).

Gamaskopická metoda

Tato metoda využívá zeslabeného gama záření, které lze využít v půdní vrstvě o mocnosti 1 až 2 cm. Předpoklad pro měření, pomocí této metody je, že rozptyl a absorpce gama paprsků souvisejí s hustotou látky přes kterou procházejí. Dále také, že specifická hmotnost půdy zůstává relativně konstantní vzhledem k tomu, že změna hustoty vlhkosti se zvyšuje nebo snižuje obsah vlhkosti. Výhodou této metody je, že gama záření lze redukovat do úzkého paprsku, což umožňuje získat reprezentativní hodnoty v jakékoliv poloze, naopak nevýhodou je produkované radioaktivní záření (Schmugge *et al.*, 1980). Dále Kutílek *et al.* (2000) doplňují, že se měření využívá zejména v laboratorních podmínkách a jeho nevýhodou je vysoká cena zařízení.

4.2.2 Odporové metody

Metody elektrického odporu využívají elektrické sondy, které jsou uloženy v porézním médiu. Pomocí takových sond se měří velikost odporu v prostředí. Metody jsou nedestruktivní a levné, ale nevýhodou je nízká spolehlivost při vysokém obsahu vody (Arnell, 2014). Využíváme dvou odporových metod.

Metoda sádrových bločků využívá toho, že půda je polovodivý porézní materiál a jeho vodivost roste s vlhkostí. Elektrický odpor (klesá s rostoucí vlhkostí), který se vytvoří mezi elektrodami je úměrný vlhkosti půdy, která je obdobná i v okolní půdě a na základě toho lze určit obsah vody. Elektrody, ve kterých je elektrolyt a nasycený roztok síranu vápenatého jsou umístěny v sádrových blocích, které vytváří nárazníkovou vrstvu proti změnám půdní slanosti. Měření je prováděno pomocí nízkého střídavého napětí. Nevýhodou této metody je postupná degradace a rozpad sádrových bločků, rozpad probíhá ve slaných půdách rychleji. Metoda je velmi závislá na teplotě, změna o 1°C způsobí 3% změnu v měření vlhkosti, data je nutno upravovat vzhledem k rozdílu mezi teplotou půdy a kalibrační teplotou (Muñoz-Carpena, 2015).

GMS přístroj (Granular Matrix Sensor), který je využíván pro druhou z metod má elektrody umístěny v granulovaném křemenném materiálu. Je obalen syntetickou membránou a vložen v ochranném síťovinovém krytu z nerezového materiálu. Tato metoda je oproti využití sádrových bloků časově náročnější. I přesto, že GSM využívá sádry pro ochranu elektrod před solí, umožňuje tato technologie měření při vysokém obsahu vody v půdě, blíže úplnému nasycení (Muñoz-Carpena, 2015).

4.2.3 Dielektrické metody

Dielektrické metody odhadují obsah půdní vody měřením relativní dielektrické konstanty (nebo relativní permitivity) půdy, která určuje rychlost šíření elektromagnetické vlny nebo impulsu půdou. V půdě je hodnota permitivity tvořena relativním přínosem každé složky (minerály, voda, vzduch) (Muñoz-Carpena, 2015).

Měření pomocí kapacitních metod **FD** (Frequency Domain Capacitance) a **FDR** (Frequency Domain Reflectometry) spočívá ve využití elektrické kapacity kondenzátoru, pro které okolní půda tvoří dielektrikum. Jako kondenzátor slouží kovové tyče nebo desky, které jsou zabudované v zemi, případně v trubkách kvůli lepšímu přístupu. Za pomoci oscilátoru je vytvořen elektrický obvod a díky změnám ve frekvencích proudu je možné detekovat změny vlhkosti půdy. Obě metody jsou založeny na senzorickém měření frekvencí jiných než základních. Při stanovení pomocí FD, je relativní permitivita půdy určena z měření doby, po kterou se nabíjí kondenzátor

v půdě. U kapacitních senzorů FDR je frekvence oscilátoru omezována v určitém rozpětí pro stanovení rezonanční frekvence, která odpovídá půdní vlhkosti (Muñoz-carpena et al., 2004).

Metoda **TDR** (Time Domain Reflectometry) využívá měření rychlosti šíření elektromagnetické vlny půdou (Topp et al., 1980). Měření rychlosti vlny o vysoké frekvenci probíhá podél rovnoběžně uložených kovových tyčí. Do půdy se obvykle vkládají dvě až tři tyče, které fungují jako vodiče vln a z okolní půdy se vytvoří dielektrikum. Tato konstanta je vždy závislá na vlhkosti půdy. Díky empiricky stanoveným vzorcům lze získané hodnoty přepočítat na půdní vlhkost (Mohamed, 2006). Měření může být ovlivněno tlumením odražených vln díky těžkým a vodivým jílovitým půdám nebo salinitě půdy. Pokud probíhá běžný odraz vln, tak půdní salinita měření neovlivňuje, v extrémně zasolených půdách se měřicí tyče mohou obalit epoxidem, což snižuje jejich citlivost a mění kalibraci (Muñoz-carpena et al., 2004).

Metoda **TDT** (Time Domain Transmission) se zakládá na obdobném principu jako TDR. Je potřeba elektricky spojit oba konce sondy, což může být technicky náročnější (Sun a Young, 2001). K tomu Li (2007) doplňuje, že kovová sonda je zahnutá a její konce jsou vloženy do elektronického bloku. Jiný druh tohoto senzoru se skládá z dlouhého pásu, který má na obou koncích elektronické bloky. Výhodou této metody je zapojení pomocí slabého obvodu a schopnost pracovat při relativně nízké frekvenci. Přístroj je celkově jednodušší a levnější při srovnání s TDR. Nevýhodou této metody je vyšší citlivost na salinitu a zejména obsah jílu v půdě při nízkých frekvencích měření (Sun a Young, 2001).

Metoda fázového posunu, využívá sondu, která je sestavena ze dvou otevřených kroužků a speciální konstrukce vodičů vln tak, že měřit lze na začátku i na konci vodičů. Sinusové vlny zobrazují fázový posun vztahený k fázi v počátku. Tento posun závisí na tom, po jaké dráze se signál pohybuje, jakou rychlostí a frekvencí šíření. Obsah vody v půdě může být stanoven fázovým posunem při konstantní frekvenci a délce vodičů, rychlost šíření vln je přímo závislá na procentuálním vyjádření půdní vlhkosti (Muñoz-carpena et al., 2004).

4.2.4 Ostatní metody

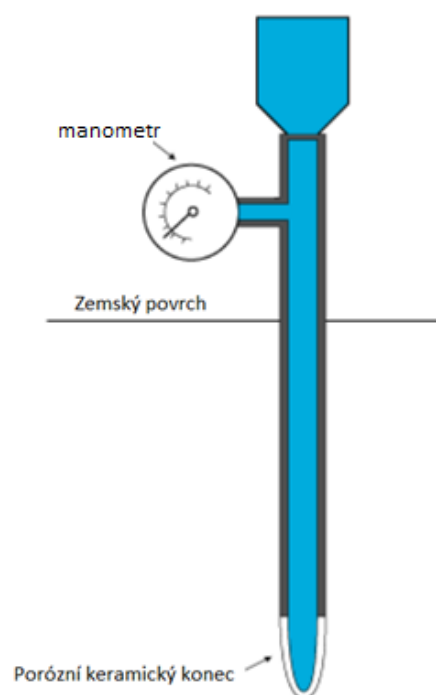
Jedná se o metody, při kterých jsou všechna měření prováděna dálkově, tudíž nejsou v kontaktu se snímaným povrchem. Metoda **DPZ** (dálkový průzkum Země) je založena zejména na dvou principech. První podstatou je, že díky změně obsahu vody v půdě je pozměněno její spektrální chování. Druhým principem je změna v množství půdní vláhy, která vede k fyziologickým změnám vegetačního pokryvu. Takové změny mají vliv na charakteristiku listů, a tím i na souhrnnou odrazivost vegetace (Chen et al., 2008).

Technika **GPR** (Ground Penetrating Radar) využívá vysílání a příjmu elektromagnetických vln pomocí antén. V případě nejběžněji používaných systémů vysílá jedna anténa krátké impulsy vysokofrekvenčních elektromagnetických vln a jiná signál přijímá a měří jako funkci času. Pro měření pomocí GPR je důležité rozlišení a hloubka pronikání vln do půdy. Rozlišení GPR je dáno časem vyzařovaného impulzu, který je řízen frekvenčním pásmem systému GPR (Huisman et al., 2003).

4.3 Nepřímé metody měření půdní vlhkosti: Tenzometrické

4.3.1 Terénní metody

Využívají měření pomocí tenzometrů. **Tenzometr** je přístroj na měření sacího tlaku půdy v terénu i v laboratoři. Má tvar plastové trubice, která je naplněna vodou a na spodní části tvořena perforovanou keramickou nádobkou. V horní části přístroje se nachází manometr, který snímá změny tlaku. Přístroj je vložen do země a díky pórům v keramické části dochází k vyrovnávání vody v trubici s okolním půdním roztokem. Tlakový potenciál v přístroji je tedy stejný jako u okolní půdy, vyrovnává se podle změn. Pokud by byla půda v okolí velmi přesycena, v tenzometru by nevznikal podtlak a měřená hodnota by byla nulová (Muñoz-carpena et al., 2004).



Obrázek 5: Tenzometr, upraveno podle (Ravella et al., 1996)

Výsledkem měření pomocí **Psychometru** je potenciál půdní vody, který se stanovuje na základě relativní vlhkosti vzduchu. Přístroj v podobě uzavřené nádoby se vzduchovou komorou obsahuje dva teploměry stejného typu, jeden z nich je vlhkého a druhý suchého typu. Okolo vlhkého teploměru je textilie namáčená do destilované vody, díky jejímu odpařování se v nádobě snižuje teplota a každý z teploměrů měří jinou hodnotu. Kvůli naměřenému rozdílu teplot na obou teploměrech získáme tzv. psychometrický rozdíl, ten určuje relativní vlhkost vzduchu (Stewart B. A., 2003).

5. Faktory kontrolující distribuci vody v krajině

5.1 Hydraulické vlastnosti půdy

Za základní hydraulické vlastnosti půdy považujeme hydraulickou vodivost spolu s retenční křivkou půdní vlhkosti. Pokud tyto vlastnosti neměříme přímo, lze jejich vývoj v různých typech půdy předpovídat za pomoci **fyzikálních vlastností půd** (zejména velikosti půdních částic, zrnitosti a struktury). Hydraulické chování půd je silně závislé na textuře a sice poměru jednotlivých složek písku, prachu a jílu (Cosby et al., 1984). Zároveň je nutné brát v úvahu jejich značnou prostorovou proměnnost (Iqbal et al., 2000). Jakékoliv měření půdní vlhkosti je nezbytné doplnit detailními informacemi o hydraulických vlastnostech půdy, tak aby bylo možné stanovit jejich vliv na vodní režim.

Dvě nejčastěji měřené hodnoty ovlivňující chování půdy jsou objemová hustota a pórovitost. Měření dalších hydraulických vlastností je většinou časově náročné. Kromě retenční křivky půdní vlhkosti (viz. kap. 3.3) je velmi významným faktorem hydraulická vodivost půdy, která vyjadřuje propustnost půdy pro kapalinu. Půdní hydraulická vodivost se dělí na nasycenou a nenasyčenou. Její hodnota se mění spolu s velikostí prostoru pórů. Nenasyčená vodivost se může rychle změnit díky vlhkosti, která je proměnná v čase. Běžné metody odebrání vzorků půdy pro určování hydraulických vlastností jsou vhodné spíše pro použití na povrchu, kde je měření snadnější (Strudley et al., 2008).

5.2 Topografie

Topografie půdního povrchu je velmi důležitá pro zadržování vody v krajině. Určujeme u ní dvě základní charakteristiky: sklon a orientaci. V přírodních podmínkách existuje spojitost mezi půdní texturou a svažitostí, kdy na rovných površích bude textura jemnější a půdní vrstva vyšší oproti strmým svahům. Důsledkem velkého sklonu je rychlý stok vody po povrchu do údolí, bez většího vsaku do půdy. Orientace svahu má vliv na četnost a sílu srážek, větrnost a množství slunečního záření dopadajícího na povrch (Price, 2011).

Studie **Huanga et al. (2016)** se zabývá měřením půdní vody v malém povodí. Měření probíhalo dvakrát týdně dva roky po sobě během vegetační sezóny dubna-srpna(září). Pro účely měření byl půdní profil rozdělen do šesti vrstev od 0 do 50 cm, pět z nich o mocnosti 10 cm a šestá v hloubce 50 cm. Variabilita půdní vlhkosti se spolu s hloubkou snižovala. Největší výkyvy byly ve vrstvě do 10 cm a to téměř 74 % celkového nasycení. Vlhkost půdy v této vrstvě je nejvíce ovlivněna přísunem srážek. Nižší vrstvy jsou ovlivněny množstvím srážek, tloušťkou zeminy,

strukturou půdy, i topografickým indexem vlhkosti. Půdní vlhkost v hloubce 30 cm a více je ovlivněna také sklonem a relativní výškou půdního gradientu. Způsob využívání půdy se na hodnotách půdní vlhkosti výrazněji neprojevil v žádné hloubce půdního profilu.

Studie **Westerna et al. (1999)** se zabývá změnou půdní vlhkosti v závislosti na terénu půdního profilu v povodí Tarrawarra v Austrálii. Při každé z 13 měřících kampaní od září 1995 do listopadu 1996 bylo provedeno více než 500 bodových měření. Distribuce půdní vlhkosti se měnila sezónně v závislosti na množství srážek. Během vlhkého období byl naměřen velký rozsah vlhkosti půdy, který podmiňuje topografie. V suchých měsících nemá topografie významný vliv na distribuci půdní vlhkosti a variabilita nasycení půdního profilu je dána zejména evapotranspirací vegetace.

5.3 Vegetační pokryv

Vegetační pokryv ovlivňuje distribuci vody v krajině zejména odlišnou mírou evapotranspirace. Evapotranspirace je společné působení dvou procesů odpařování vody. První z nich probíhá na půdním a druhý na rostlinném povrchu. Evapotranspirace se tedy skládá z transpirace a vypařování. Transpirace je odpařování vody z rostlin, které probíhá zejména díky stomatům (drobné otvory na listech, které rostlině slouží k výměně plynů a vodní páry s okolím) (Allen et al., 1998).

Růst kořenů rostlin je omezen rostlinným druhem, délkou a četností kořenů i tvarem kořenového systému. Příjem vody z půdy pomocí kořenů rostlin výrazně ovlivňuje transport látek a vody v půdě (Wu et al., 1999). Většina rostlin vodu získává z půdy, kořeny čerpají vodu vyšší rychlostí, než je rychlost odpařování z půdy samotné. Pokud je na povrchu půdy (většina kořenů se vyskytuje do 30 cm) nízký sací tlak, tak dochází k jejich zanořování hlouběji do půdního profilu (Tindall, 1999). Pomocí různých modelů lze odhadnout, jakou rychlostí rostlinné kořeny vodu z půdy čerpají, některé z nich jsou založeny na měření vodního potenciálu a hydraulických vlastností rostliny. Jiné pracují s matematickou simulací toku vody do jednotlivých kořenů. Modely většinou nepracují s kořenovými výrůstky a tím se mohou od reálných výsledků značně lišit (Wu et al., 1999).

Ve své studii na území Německa se **Schmid (2002)** zabývala mezidruhovou konkurencí a vlivem půdního typu na jemné kořenové systémy (s průměrem do 2 mm) smrku ztepilého (*Picea abies*) a buku lesního (*Fagus sylvatica*). Měření probíhalo ve dvou oblastech, první z nich „Kreischbach“ byla níže položena s vyšší průměrnou teplotou a nižším množstvím srážek. V první oblasti byla stagnická kambizem a měření proběhlo 24.6.-16.7.1998. Na této lokalitě byli tři

měřené plochy: smrkový porost, bukový a smíšený porost. Druhá oblast „Kobernausser Wald“ se nacházela ve vyšší nadmořské výšce s dystrickou kambizemí. Měření probíhalo na ploše se smrkovým a se smrkovo-dubovým porostem ve dnech 25.4-5.8. 1999. K měření byly použity Kopeckého válečky rozmístěny v šesti hloubkách až do 85 cm pod zemí. Smrkové porosty měly nejvyšší množství jemných kořenů (vyjádřené hmotností) a to v horních 10 cm půdního profilu. U dystrického typu se pod 40 cm smrkové kořeny už téměř nevyskytují. V případě stagnické kambizemě jsou kořeny rovnoměrněji rozloženy v půdním profilu až do 60 cm. Ve smíšeném porostu byl jejich výskyt omezen v hloubce do 40 cm pod povrchem. Jemné kořeny buku se u monokulturního porostu nejvíce vyskytovaly ve svrchních 10 cm. U smíšeného porostu byla jejich nevyšší četnost ve 25 cm pod zemí. Kořeny buku sahaly až do hloubky 85 cm. Smrkové kořeny byly na smíšeném území zastoupeny méně a vyskytovaly se spíše ve svrchních částech půdního profilu. Četnost smrkových kořenů nebyla na smíšené ploše o moc nižší než u čistě smrkového porostu.

Rostliny hrají pro evapotranspiraci důležitou roli a transportují velké množství vody z půdy do vzduchu. Vliv **druhu rostlinného** porostu na čerpání půdní vody je zásadní. Spotřeba vody rostlinou je ovlivněna délkou a lokací kořenů, mírou evapotranspirace, délkou její vegetační sezóny, velikostí a managementu nadzemní části, ploše listů a mnoha dalších faktorech (Tindall, 1999).

Ve studii **Rosenbauma et al. (2012)** se zabývají půdní vlhkostí pod lesním porostem na povodí v Německu. Půda v okolí toku vykazovala během roku velké rozdíly v půdní vlhkosti, díky změnám meteorologických podmínek. Měření probíhalo automaticky v průběhu jednoho roku. Vlhkost byla měřena v hloubkách 5, 20 a 50 cm. Největší výkyvy byly zjištěny ve svrchní vrstvě půdy, naopak nejstálější podmínky byly naměřeny v 50 cm pod zemským povrchem. I přes velký rozsah srážek během konce srpna a září nedošlo k větším výkyvům v nižších vrstvách půdy, což autoři přisuzují velkému výparu a příjmu vody kořeny. V prostoru byla variabilita půdní vlhkosti vyšší než v jednotlivých hloubkách půdy. Ve studii se ukazuje, že kromě vlastností půdy, topografie, podzemní vody a vegetace ovlivňují stav půdní vlhkosti také meteorologické srážky, zejména jejich intenzita.

6. Vývoj retence v půdním profilu

Poznání půdní vlhkosti v závislosti na prostorové a časové variabilitě je nezbytné pro ochranu půdy a vhodné hospodaření s povrchovými vodními toky (Huang et al., 2016).

6.1 Prostorová variabilita

Retence vody v půdním profilu je proměnná v závislosti na jejím využívání a mnoha dalších faktorech. Tato kapitola je zaměřena na porovnání retenční schopnosti půdy pod různými porosty v závislosti na klimatických podmínkách oblasti, druhu půdy, způsobu a délky měření.

Ve studii **Grosse et al. (2008)** bylo popsáno čerpání půdní vlhkosti subalpínských travních porostů. Měření probíhalo na horním povodí řeky Romanche ve Francii. Během jedné vegetační sezóny (květen-září) byla půdní vlhkost změřena 18krát. V oblasti je subalpínské klima se silným kontinentálním vlivem. Všechny plochy byly v nadmořské výšce 1850-1950 m n. m., kde jsou průměrné roční srážky 956 mm. Měření probíhalo pomocí metody TDR v hloubce 0-15 cm půdního profilu, kam sahají kořeny travnatých porostů. Čerpání půdní vlhkosti se zvyšovalo s délkou kořenů rostlin a nekorespondovalo s rozložením kořenů v půdě. Jednalo se o travnaté plochy, kterým chybělo keřové patro. Pozitivně na půdní vlhkost působil baldachýn rostlin. Výzkum byl proveden na dvou typech pastvin: jeden typ sloužil dříve jako orná půda (před více než 50 lety) a v době měření byl jednou ročně sečen. Druhým typem byly nikdy neorané částečně spásané plochy. Zastavení kosení vedlo k vyššímu množství celkové biomasy, která snížila stav půdní vlhkosti. Pod kosenými loukami byly kořeny ve svrchní vrstvě půdního profilu, a i přesto zde byly naměřeny vyšší hodnoty půdní vlhkosti než pod nekosenými.

Studie **Zhou et al. (2008)** se zabývá měřením vlhkosti na spásané louce, lesní a orné půdě. Pomocí infiltrometru měřili nasycenou hydraulickou vodivost, v průběhu tří let vždy na začátku a na konci vegetační sezóny. Lesní půda vykazovala malé změny vlhkosti v průběhu měření oproti plochám s jiným vegetačním pokryvem. Autoři tento stav vysvětlují tím, že je tato plocha méně obhospodařovaná, půda je lépe kryta a nedochází k velkému výparu. Vlhkost půdy pod pastvinami je ovlivněna složením půdy. Půda zachovává podobné hodnoty vlhkosti při převaze písku nad prachem. Je ale podstatně sušší, pokud v půdě převládá písek na úkor jílu. Způsob využití půdy hraje větší roli na konci vegetační sezóny než na jeho počátku.

Ve své studii se **Korres et al. (2015)** zabývají analýzou půdní vlhkosti u Německého povodí Rúr pomocí bodového měření, dálkového snímání a modelování. Měření půdní vlhkosti probíhalo od června 2007 do září 2008. V severní části povodí byly zejména lesy a travnaté porosty

(hlavními půdami jsou fluvisoly a glejsoly). V jižní části povodí dominuje orná půda, hlavním typem jsou anthrosoly a luvisoly. Vysoká půdní vlhkost byla změřena v lese, který leží v horské oblasti na jihu toku. Vlhkost pod lesními porosty korelovala s vyššími srážkami a heterogenitou topografie území. Druhou největší plochu zabíraly travnaté porosty, půda pod nimi byla vlhká srovnatelně se zalesněnou částí povodí. Vlhkost půdy byla nejnižší v ploché, zemědělsky obdělávané části povodí. Režim půdní vody byl ovlivněn druhem plodin (každý druh má jinou míru evapotranspirace), zemědělským managementem (velikost pole, doba výsadby a sklizně) a půdními parametry. Tyto faktory jsou hlavní příčinou prostorové variability na velkém území s plochým terénem.

Studie **Niu et al. (2015)** se věnuje měření vlhkosti v písčítých půdách Číny. Měření bylo provedeno gravimetrickou metodou v šesti hloubkách po 20 cm (0-120 cm pod zemí). Probíhalo po dobu dvou vegetačních sezon (květen-říjen) každých 15 dní. Klima v oblasti je semiaridní kontinentální a monzunové s minimem srážek a častým větrem. Půda je písčitá s obsahem písku až 95 %. Stav přírůstu půdní vody se pod jednotlivými druhy vegetací lišil. Nejvyšší vlhkost půdy udržovaly travnaté porosty a pole. Pod topoly byl velmi nízký růst půdní vlhkosti, což autoři přisuzují tomu, že jsou srážky zachyceny korunami a kořeny stromů. Vrstva půdy se stabilní půdní vlhkostí byla u všech porostů stanovena na 80-120 cm pod zemí. Existuje pozitivní vztah mezi množstvím srážek a infiltrací půdní vody do hloubky půdního profilu. V krátkodobém časovém měřítku nebyl zjištěn přímý vztah mezi aktuálním množstvím srážek a půdní vlhkostí.

Při měření v Itálii **Zucca et al. (2014)** použili měření TDR metodou v hloubce 15 cm pod povrchem. Probíhalo v dubovém a habrovém lese, na louce, olivové plantáži a orné půdě. Dle klasifikace USDA je zde jílovitá půda. Měření proběhlo od dubna do prosince roku 2012 se zhruba týdenní frekvencí na každém stanovišti. Při měření v lesních porostech zohlednili faktory jako druh stromů, délku jejich kořenů a velikost korun. Půdní vlhkost byla na všech měřených stanovištích velmi podobná a druh vegetačního pokryvu zde nehrál významnou roli.

Studie kterou prezentují **Schume et al. (2004)** byla provedena v Rakousku v oblasti kolem 450 m n. m.. Zabývá se konkurencí čerpání půdní vody smrku ztepilého (*Picea abies*) a buku lesního (*Fagus sylvatica*). K měření použili metodu TDR a bylo provedeno během osmi měsíců roku 2000 (duben-listopad) a 2001 (březen-říjen). Půda v oblasti se vytvořila na flyšovém podloží a je bohatá na živiny se silnou texturou a rostoucím obsahem minerálních hornin. Vysušování půd mělo větší intenzitu a zasahovalo do větší hloubky na smíšených plochách. Spotřeba vody byla vyšší na smíšené ploše a v dubovém lese. Smíšený porost čerpal více vody z hlubší části půdního profilu než jednotlivé druhy porostů na oddělených plochách. Na celkové míře evapotranspirace smíšeného porostu se více podílí dubový než smrkový les. Pro smrk je voda vzhledem k vysychání

svrchní vrstvy půdy častěji nedostupná. Spotřeba půdní vody během jara koreluje s výskytem dřevin, buk má vyšší spotřebu vody než smrk.

Studie **Jost et al. (2004)** se zaměřuje na porovnání čerpání půdní vody smrku ztepilého a buku lesního. Měření probíhalo v Rakousku v nížinné oblasti s průměrnou teplotou 8,4 °C ve stejné oblasti jako Schmid (2002) měřila parametry kořenové zóny. Měření bylo provedeno 28krát během vegetačních sezon v letech 2000 a 2001. Měření využívají objemové vlhkosti pomocí TDR metody a byla provedena na stagnické kambizemi. Z naměřených hodnot většina ukazuje vyšší hodnoty půdní vlhkosti pod bukem v celém půdním profilu. Jediné měření ze září roku 2000 ukazuje vyšší hodnoty půdní vody v celém profilu pod smrkovým porostem což může být způsobeno předcházejícím suchým obdobím. Schopnost buku akumulovat půdní vodu je vyšší než u smrku, což může být dáno nižší intercepcí. Schopnost zadržování vody v půdě pod smíšenými porosty je nižší než u dubového porostu. Stárnutím listů je na konci vegetační sezóny snížena i míra evapotranspirace.

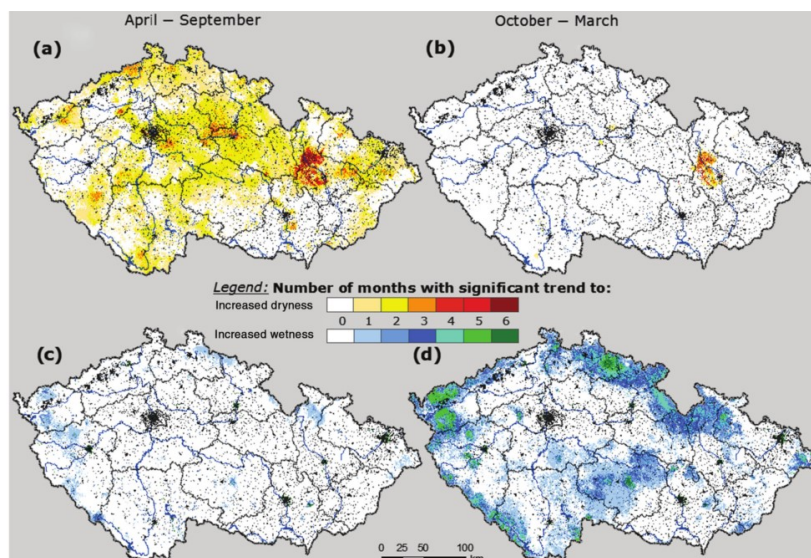
Ve své studii se **Zehe et al. (2010)** věnují měření půdní vlhkosti v německé části Krušných hor s mírným klimatem. Měření, které probíhalo pomocí shluků 32 a 39 sond TDR na travnaté i zalesněné ploše, bylo doplněno o dlouhodobé pozorování odtoků a srážkových odtoků blízkého povodí. Díky těmto datům byl vytvořen model odtokových mechanismů v povodí. Měření proběhlo ve vegetačním období roku 2007 (květen-říjen). V místě se nachází jílovitá kambizem. Půdní vlhkost v travnaté oblasti se měnila s množstvím srážek. V lese byla obecně půda sušší a při vyšším množství srážek nebyla změna půdní vlhkosti výrazná, ale zvýšil se odtok z území. Díky kombinaci shluků TDR a dlouhodobého měření je tedy možné modelovat velikost odtoku ze zalesněných oblastí do okolních toků a predikovat riziko záplav.

6.2 Časová variabilita

Přímé měření půdní vlhkosti není z dlouhodobého hlediska hojně využívané z důvodu nehomogenity měření. Měřicí přístroje jsou náchylné na poruchy a nevydrží měřit déle než několik let. Využití TDR metod je v tomto případě nevhodné, protože při poruše sondy nelze přesně odhadnout místo pro její vrácení.

Studie **Trnka et al. (2015)** je zaměřena na změny půdní vlhkosti v České republice v průběhu let 1961-2012. Modelování probíhalo pro svrchní vrstvu 0 - 1,3 m půdního profilu. Každý rok byl rozdělen podle průměrného úhrnu srážek. Následně byly trendy v sušších (duben-září) a vlhčích měsících (říjen-březen) vzájemně porovnány. Srovnání ukazuje, že na většině území dochází k úbytku půdní vody zejména v sušším období. U oblastí, které jsou během dubna-září

nejčastěji vysušované pokračuje tento trend i ve vlhké části roku. Vysušování území je nejsilnější v květnu, kdy postihuje 44, 1 % ploch a červnu 36, 4 % ploch. Rozdíly v referenční evapotranspiraci jsou velmi malé v závislosti na vegetačním pokryvu půdy. Vysušování nejvíce postihuje louky. Celkový počet míst se zvyšujícím se nasycením půdního profilu byl velmi malý a vyskytovaly se zejména v zalesněných oblastech s vyšší nadmořskou výškou.



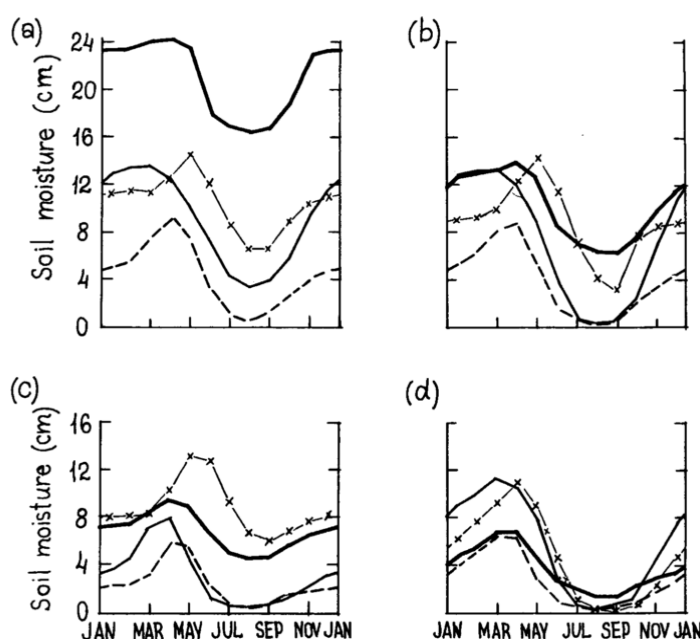
Obrázek 6: Počet měsíců, ve kterých probíhalo vysušování (a) a (b) a zvlhčování (c) a (d) půdy (Trnka et al. 2015)

Studie **Wanga et al. (2011)** se zaměřuje na modelování změn půdní vlhkosti v Číně v letech 1950-2006. Studie ukazuje vývoj průměrné závažnosti sucha a rozlohu regionu postiženého suchem. Během měření netrvalo období sucha většinou déle než 6 měsíců. Na jihovýchodě země nedocházelo k výrazným změnám retence vody v krajině. Na severu-severozápadě Číny byly výraznější výkyvy v průběhu měření a stále se zvyšovalo množství suchých oblastí. Na východě země docházelo k úbytku vysušených ploch, a průměrná hodnota vlhkosti vzrostla. Na jihozápadě v Tibetu docházelo k růstu půdní vlhkosti a dlouhodobému snížení počtu oblastí postižených nedostatkem půdní vody. Na většině území tedy docházelo k růstu oblastí postižených suchem. Studie je také doplněna o výsledky analýzy srážek na stejném území, kterou provedli Zhai et al. (2005) v letech 1951-2000. Během sledovaného období došlo k výraznému snížení úhrnu srážek na severu a severovýchodě Číny. K nárůstu srážek došlo v západní Číně, údolí řeky Yangtze a na jihovýchodním pobřeží. U řeky Yangtze sice byly vyšší srážky, ale půdní vlhkost zde nestoupala. Úhrn srážek přímo nekoreluje se změnou půdní vlhkosti stanovené pomocí modelování.

Vývojem vysychání pevninské části USA ve 20. století se zabývají **Andreadis a Lettenmaier (2006)**. Využili simulovaná data hydro-klimatických proměnných, za použití VIC

(Variable Infiltration Capacity) modelu. Studie zkoumá vysychání půdy pomocí modelové půdní vlhkosti a odtoku. Na většině měřeného území, kromě jihozápadu USA, docházelo k růstu půdní vlhkosti. V jihozápadní části docházelo k vysušování i přes vyšší srážky v tomto území. Tento jev byl zapříčiněn zvýšenou teplotou, tedy i výparem z půdy.

Výzkum v Sovětském svazu mezi lety 1972-1983 prezentuje **Vinnikov a Yeserkepova (1991)** byl proveden pomocí 50 měřících stanic po celém území. Zájmová místa měla podobný hydrologický režim ale různou vegetaci (jehličnatý les, step, poušť, listnatý les). Měření probíhalo gravimetrickou metodou 3krát měsíčně v teplém období roku a jednou měsíčně během chladného období. Následně byla data porovnána se třemi klimatickými modely. Modely byly schopny predikovat změny v půdní vlhkosti, ale její množství odhadovali nepřesně. V průběhu celého roku se množství půdní vlhkosti měnilo, na začátku roku je však velmi obdobné jako na jeho konci. Celé území bylo rozděleno do čtyř oblastí podle zeměpisné polohy a následně byly porovnány výsledky měření a jednotlivých modelů pro každou oblast zvlášť. Oblast (a) 55° - 60° s. š. a $22,5^{\circ}$ - 45° v. d., (b) 50° - 55° s. š. a $22,5^{\circ}$ - 60° v. d., (c) 50° - 55° s. š. a 60° - 105° v. d., (d) 45° - 50° s. š. a 45° - 50° v. d. Na následujícím obrázku je znázorněno porovnání naměřených hodnot půdní vlhkosti a modelovaných hodnot v průběhu roku.



Obrázek 7: Porovnání změn půdní vlhkosti: přímé měření (tlustá čára), GFDL model (úzká čára), OSU model (přerušovaná čára), UKMO model (čára s křížky)

Palmerův index závažnosti sucha (PDSI) prezentuje **Dai (2011)**. PDSI byl spočítán a využit k získání údajů o období během let 1900-2008 (využil čtyř forem indexu PDSI). Ve studii uvádí, že potenciální evapotranspirace se skutečnou evapotranspirací příliš nekoreluje a má jen malý vliv na vývoj klimatu v tomto období. Zvyšuje se množství suchých oblastí, k vysychání dochází nad

Východní a jižní Asii, nad Afrikou a v dalších oblastech. V oblasti SAHELu, západní Evropy, Východní Asie, Austrálie a USA docházelo ke zvyšování extrémních hodnot (ve velmi vlhkých oblastech docházelo ještě k většímu nárůstu a naopak). V datech pro výpočet nejsou vždy přesně zaznamenané rychlosti větru, čistá radiační bilance povrchu a vlhkost vzduchu. U těchto třech faktorů se neočekávají velké změny v průběhu dalších let.

Globálními trendy půdní vlhkosti se zabývají **Albergel et al. (2013)** kteří porovnávají spolehlivost dat ze tří výpočetních modelů simulujících vlhkost půdy v letech 1988-2010 po celém světě. Data jsou doplněna o in situ měření ze 196 stanic. První z modelů ERA-Land ve většině případů ukazuje snížení povrchové vlhkosti na většině území, druhý MERRA-Land ukazuje opačný trend. Oba z reanalyzačních modelů byly porovnány s třetím multi-satelitním modelem SM-MW. SM-MW model se ve většině případů shoduje s ERA modelem a ukazuje snižování půdní vlhkosti. Oba modely jsou funkční zhruba do 1 m pod povrchem.

7. Diskuze

Hypotézy: 1) Půdní vlhkost na loukách je vyšší než v lese

2) Dlouhodobým trendem je globální snižování půdní vlhkosti

V předložených studiích zabývajících se vlivem vegetačního porostu na půdní vlhkost jsem se zaměřila na porovnání faktorů v podobě druhu vegetace, půdního druhu, délky měření, klimatu a použitého měřicího přístroje. V některých z níže uvedených studií nebyl přesněji specifikován půdní druh nebo klimatické podmínky oblasti. Nedostatky tohoto charakteru značně stěžují možnosti porovnání studií mezi sebou, zejména kvůli značné variabilitě půdy a jejích rozdílných vlastnostech. Studie, které se zabývají měřením pouze po dobu jedné či dvou vegetačních sezón zase nejsou schopny zachytit variabilitu změn půdní vlhkosti v průběhu suchých a vlhkých let. Různé využití půdního povrchu, množství srážek, vlastnosti půdy a topografie povrchu ovlivňují retenční schopnosti prostředí. Vliv těchto faktorů může být značně rozdílný mezi suchými a vlhkými roky.

Studie Rosenbauma et al. (2012) a Westerna et al. (1999) jsou zaměřeny na sledování změn množství půdní vody v profilu v průběhu roku. Rosenbaum et al. (2012) se zaměřuje zejména na vliv kořenů rostlin na půdní vlhkost a neshledává pravidelné výkyvy půdní vlhkosti spojené s vegetační sezónou. Western et al. (1999) který se zaměřuje spíše na topografii povrchu pozoruje jasný trend vysušování půdy během letních měsíců. Nedostatkem obou studií je v krátké době jejich trvání, ani jedna neprobíhala déle, než 12 měsíců a nezohledňuje tedy výkyvy mezi suchými a vlhkými roky. Obě z uvedených studií uvádějí jiný výsledek vysoušení během letních měsíců, to může být do značné míry způsobeno měřením na jiném kontinentu, a tedy naprosto rozdílným klimatickým podmínkám.

Podle Westerna et al. (1999) v suchém (obvykle vegetačním) období nemá míra evapotranspirace spojitost s topografií povrchu. Svažítost terénu má na půdní vlhkost vyšší vliv ve vlhkých částech roku, na rozdíl od vegetačního vlivu, který je výraznější v suchých měsících. To je způsobeno potřebou vegetace čerpat větší množství vody ve vegetační sezóně, než v klidovém (obvykle vlhkém) období roku. Ve své studii Schume et al. (2004) uvádí, že vysoký úbytek půdní vlhkosti na začátku léta může být způsoben odtokem z popraskané a vysušené půdy, nikoliv vlivem vegetace.

Lesní porosty se podle Zhou, et al. (2008) v porovnání s loukou a polem jeví jako nejméně vysychající, což vysvětluje baldachýnem stromového porostu. Díky zastínění půdy a trvale nižším teplotám v lesním porostu nedochází k tak velkému výparu jako u travnatých ploch. Tvrzení také

doplňuje poznatkem o menší míře lidské činnosti v těchto porostech. Také podle Korrese et al. (2015) vykazují zalesněné porosty stálejší hodnoty půdní vlhkosti. Území, na kterých tato měření probíhala byly ale v obou studiích ve značné vzdálenosti od sebe (>20 km), výsledek je tedy ovlivněn velkou prostorovou variabilitou půdních vlastností. U luk a travnatých porostů má podle Grosse et al. (2008) velký význam právě zásah člověka. Půdy pod nekosenými loukami se podle jeho studie jeví jako sušší oproti loukám koseným, což přičítá vyšší spotřebě vody při evapotranspiraci a vyššímu růstu nadzemní části. Naopak na písčitých půdách Niu et al. (2015) zaznamenal u travnatých porostů dokonce vyšší půdní vlhkost než na stromovém porostu u téhož druhu půd. Podle Zhou et al. (2008) je vlhkost půdy pod travnatými porosty ovlivněna složením půdy a ubývá při úbytku jílu. Výsledky studie Korrese et al. (2015) se s Zhou et al. (2008) shodují v tom, že na změny půdní vlhkosti má velký vliv půdní druh. Dále závisí na zemědělském managementu pole a druhu plodin (každý má jinou míru evapotranspirace). Jiného názoru jsou Zucco et al. (2014) a Huang et al. (2016) kteří ve svých studiích vlivu vegetace nepřičítají větší význam. Zucco et al. (2014) nepozorovali žádné podstatné rozdíly mezi pěti zkoumanými druhy využití území. Porovnatelnost studie je ale omezena nedostatečným popisem půdních profilů. Huang et al. (2016) naopak rozdíly mezi jednotlivými typy vegetace nachází a připisují je právě odlišným půdním charakteristikám.

Schume et al. (2004) a Jost et al. (2004) porovnávají půdní vlhkost pod porosty smrku ztepilého (*Picea abies*) a buku lesního (*Fagus sylvatica*). Půdy pod bukovými lesy jsou podle Josta et al. (2004) nasycené více než pod smrkovými a to v celém půdním profilu. Výjimkou bylo měření po velmi suchém období, při kterém byla vyšší půdní vlhkost pod smrkovými porosty. Schume et al. (2004) uvádí, že duby potřebují více půdní vlhkosti a tím u půd dochází k vysoušení. Půdy pod nimi ale nejsou tak náchylné na nedostatek vody díky rozložení jejich kořenů hlouběji do půdního profilu. Smrky jsou díky mělkému rozložení kořenů v půdě více ohroženy vyčerpáním dostupné vlhkosti. Studie Schmida (2002) porovnává konkurenci kořenového systému buku a smrku a hloubku jejich zakořenění. Ukazuje větší schopnost tvorby kořenů buku, a tím i lepší konkurenční schopnost ve smíšeném porostu.

První hypotézu tedy nelze potvrdit. Z doložených studií vyplývá, že vliv vegetačního pokryvu na vlhkost půdy je velký, ale druh půdy je z hlediska zadržení vody v krajině významnějším faktorem. Lesní oblasti bývají na většině půd přirozeně vlhčí, což ovšem neplatí u písčitých půd. Dále také záleží na způsobu obhospodařování oblasti, kdy v některých případech se půdní vlhkost v lese jeví jako vyšší kvůli menším zásahům člověka.

Studií zabývajících se dlouhodobým měřením vlhkosti a analýzou trendů je velmi málo a v převážné většině případů je časová variabilita studována na podkladu modelovaných řad.

Například studie které prezentuje Trnka et al. (2015), Wang, et al. (2011) a Andreadis a Lettenmaier (2006) jsou zaměřeny vždy na určitý stát a zabývají se tak vývojem retence vody v krajině z regionálního hlediska. U takových modelů je jednodušší zachytit meteorologické a klimatické podmínky oproti modelům globálním, které prezentují Dai (2011) a Albergel et al. (2013). Výsledky Trnky et al. (2015) zabývajících se územím ČR se shodují s Wangem et al. (2011) kteří se zaměřili na území Číny. Na většině obou sledovaných území dlouhodobě dochází ke snižování množství půdní vlhkosti. V některých oblastech sledovaných regionů dochází naopak k nárůstu retence vody v krajině. Trend tedy není jednotný a místa s růstem půdní vlhkosti jsou většinou vázána na vyšší nadmořskou výšku.

Obě studie zaměřené globálně se shodují na vysychání většiny povrchu, ale jeden ze tří modelů, který použil Albergel et al. (2013) ukazoval naopak růst vlhkosti na většině území. Jeho správnost však nebyla podložena.

Dlouhodobé přímé měření půdní vlhkosti na území dnešního Ruska porovnává Vinnikov a Yeserkepova (1991), se třemi klimatickými modely. Měřené hodnoty půdní vlhkosti jsou oproti predikovaným vyšší a neodpovídají předpokládanému letnímu vysychání.

Opačný trend dokumentovali Andreadis a Lettenmaier (2006), kteří prezentovali nárůst retence vody v krajině na většině území USA. Tato studie byla založená na modelové půdní vlhkosti. Nárůst vlhkosti vysvětlují pozorovaným trendem většího množství srážkových úhrnů v druhé polovině dvacátého století.

Hypotéza, že většina území vysychá se dle dostupných zdrojů jeví z globálního hlediska jako pravdivá. Pokud by na více územích probíhalo dlouhodobé přímé měření půdní vlhkosti, šlo by ovšem hypotézu lépe analyzovat. Dlouhodobá měření retence vody v půdním profilu jsou tedy velmi cenná, neboť poskytují možnost kalibrovat a analyzovat běhy hydropedologických a hydrologických modelů. Právě díky použití matematických modelů ve většině studií se může predikovaný a skutečný stav půdní vlhkosti velmi lišit, a je tedy nutné brát tento fakt při jejich vyhodnocování a porovnávání v úvahu.

8. Závěr

Z dostupné literatury vyplývá, že schopnost retence vody v krajině je velmi proměnlivá v čase i prostoru. Je závislá zejména na topografii, druhu půdy, čase, klimatických podmínkách, vegetaci a antropogenní činnosti. Predikce vývoje retence vody pomocí modelování je právě díky velkému množství faktorů velmi obtížná a mnohdy nepřesná. Naopak přímé metody měření půdní vlhkosti se jeví jako přesnější, jejich úskalí je však ve velké časové náročnosti a omezení na malou plochu měření. Pomocí takto získaných dat lze však lépe odhadovat vývoj na větších územích pomocí kalibrovaných matematických modelů. Vliv vegetačního pokryvu je znatelný zejména u měření na obdobném druhu půdy. Půdní druh má totiž na vývoj půdní vody nezanedbatelný význam.

Literární rešerše ukázala, že z globálního hlediska nelze rozhodnout, zda je půdní vlhkost vyšší na loukách nebo v lesích, a to zejména kvůli značnému vlivu půdního druhu. Vliv na retenci půdní vody má také zemědělský management oblasti a druh vegetačního pokryvu. Vlhkost pod nekosenými a nespasenými loukami bývá nižší oproti obhospodařovaným územím. Lesní oblasti většinou lépe zadržují půdní vlhkost v průběhu celého roku, a to i díky zastínění povrchu korunami stromů. Rozdílná je také hloubka, z které jednotlivé druhy vegetace čerpají půdní vlhkost, právě díky tomu jsou povrchové vrstvy půdy ve smrkových lesích sušší než v dubových. Kořeny dubů sahají do větší hloubky a jejich porosty tak nejsou tolik ohroženy suchem v průběhu vegetační sezóny.

Z globálního hlediska dochází ke snižování retence vody v krajině. Děje se tak na většině pevninských oblastí a počet postižených míst stále přibývá. Také dochází k většímu vysušování míst s nedostatkem půdní vlhkosti a tím k prohlubování sucha. Některé modely však ukazují i území, kde dochází naopak k nárůstu půdní vlhkosti, tento trend je ale méně významný. Místa s narůstající vlhkostí se vyskytují zejména v oblastech s vyšší nadmořskou výškou. Výjimkou je USA, kde podle modelu dochází k nárůstu retence vody v krajině téměř na celém území. Vzhledem k prostorové a časové proměnlivosti vstupních dat, na kterých jsou založeny modely pro odhad vývoje půdní vlhkosti a dosavadnímu minimu studií využívajících přímého měření půdní vody nelze budoucí vývoj přesněji kvantifikovat. Zde se nabízí prostor pro další výzkum.

Použitá literatura

Agren, G. I., Bosatta, E.: Theoretical Ecosystem Ecology: Understanding Element Cycles. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1997, 234 s.

Albergel, C., Dorigo, W., Reichle, R. H., Balsamo, G., Rosnay, P., Muñoz-Sabater, J., Isaksen, L., De Jeu, R., Wagner, W. (2013): Skill and Global Trend Analysis of Soil Moisture from Reanalyses and Microwave Remote Sensing. *Journal of Hydrometeorology*, 14(4), 1259–1277.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., & Ab, W. (1998): Crop Evapotranspiration - Guidelines for Computing Crop water Requirements, FAO, 1–15.

Andreadis, K. M., Lettenmaier, D. P. (2006): Trends in 20th century Drought over the Continental United States. *Geophysical Research Letters*, 33(10), 1–4.

Arnell, N.: Hydrology and Global Environmental Change, Routledge, London, UK, 2014, 364 s.

Bát'ková, K., Matula, S., Miháliková, M.: Multimediální učebnice hydropedologických terénních měření, (druhé vyd.) [on-line], ČZU, Praha, 2013, nestránkováno.

Bear, J. (1975): Dynamics of Fluids in Porous Media. *Soil Science*, 120(2), 162–163.

Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., Ginn, T. R. (1984): A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682–690.

Dai, A. (2011): Characteristics and Trends in Various Forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(12), D12115.

Gross, N., Robson, T. M., Lavorel, S., Albert, C., LeBagusse-Pinguet, Y., Guillemain, R. (2008): Plant response trains mediate the effects of subalpine grasslands on soil moisture. *New Phytologist*, 180, 652–662.

Hassanizadeh, S. M., Celia, M. A., Dahle, H. K. (2002): Dynamic Effect in the Capillary Pressure–Saturation Relationship and its Impacts on Unsaturated Flow. *Vadose Zone Journal*, 1(1), 38–57.

Hillel, D.: Environmental Soil Physics, Academic press, London, UK, 1998, 771 s.

Huang, X., Shi, Z. H., Zhu, H. D., Zhang, H. Y., Ai, L., Yin, W. (2016): Soil moisture dynamics within soil profiles and associated environmental controls. *Catena*, 136, 189–196.

Huisman, J. A., Hubbard, S. S., Redman, J. D., Annan, A. P. (2003): Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review. *Vadose Zone Journal*, 2(4), 476–491.

Chen, Z., Li, S., Ren, J., Gong, P., Zhang, M., Wang, L., Xiao, S., Jiang, D. (2008): Monitoring and Management of Agriculture with Remote Sensing. In *Advances in Land Remote Sensing: System, Modeling, Inversion and Application*, 397–421.

Chesworth, W.: Encyclopedia of soil science. Springer Science & Business Media, Dodrecht, 2008, 902 s.

Iqbal, J., Thomasson, J. A., Jenkins, J. N., Owens, P. R., Whistler, F.D. (2000): Spatial variability analysis of soil physical properties of alluvial soils. *Soil science society of America Journal*, 69, 1-13.

Jastrow, J. D. (1996): Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral-associated organic matter. *Soil Biol. Biochem*, 28(415), 665–676.

Jost, G., Schume, H., Hager, H. (2004): Factors Controlling Soil Water-Recharge in a Mixed European Beech (*Fagus Sylvatica* L.)-Norway Spruce [*Picea Abies* (L.) Karst.] Stand. *European Journal of Forest Research*, 123(2), 93–104.

Jury, W. A., Horton, R.: *Soil Physics* (six ed), Wiley, John & Sons, Incorporated, 2004, 384 s.

Korres, W., Reichenau, T. G., Fiener, P., Koyama, C. N., Bogen, H. R., Cornelissen, T., Baatz, R., Herbst, M., Diekkrüger, B., Vereecken, H., Schneider, K. (2015): Spatio-temporal soil moisture patterns - A meta-analysis using plot to catchment scale data. *Journal of Hydrology*, 520, 326–341.

Kutílek, M.: Vodohospodářská pedologie (2. vydání), Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 1978, 295 s.

Kutílek, M., Kuráž, V., Císlarová, M.: Hydropedologie, Nakladatelství ČVUT, Praha, 2004, 176 s.

Muñoz-Carpena, R. (2015): Field Devices For Monitoring Soil Water Content. EDIS, University of Florida IFAS Extension, Available at: (http://edis.ifas.ufl.edu/ae266#FOOTNOTE_2)

Muñoz-carpena, R., Shukla, S., Morgan, K. (2004): Field devices for monitoring soilwater content. Bulletin 343, Dept. of Agricultural and Biological Engineering, Univ. of Florida, IFAS Extension. Available at <http://edis.ifas.ufl.edu/current.html>.

Niu, C. Y., Musa, A., Liu, Y. (2015): Analysis of soil moisture condition under different land uses in the arid region of Horqin sandy land, northern China. Solid Earth, 6(4), 1157–1167.

Poulovassilis, A. (1962): Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains. Soil Science, 93(6), 405–412.

Price, K. (2011): Effects of Watershed Topography, Soils, Land Use and Climate on Baseflow Hydrology in Humid Regions: A Review. Progress in Physical Geography, 35(4), 462-492.

Ravella M., Lance D., Allen T. (1996): Potential Aquifer Recharge Locations in the Keene Area, Keen state College, Keen. Available at: <http://tim.thorpeallen.net/Research/Hydrology/RLA/>

Reynolds, S. G. (1970): The gravimetric method of soil moisture determination part I: a study of equipment, and methodological problems. Journal of Hydrology, 258–273.

Rosenbaum, U., Bogen, H. R., Herbst, M., Huisman, J. A., Peterson, T. J., Weuthen, A., Western, A. W., Vereecken, H. (2012): Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. Water Resources Research, 48(10), 1–22.

Saxton, K. E., Rawls, W. J. (2006): Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. Soil Science Society of America Journal, 70(5), 1569-1578.

Shaw, E. M. E., Beven, K. J. K., Chappell, N. A. N., Lamb, R.: Hydrology in Practice, (fourth ed.). Spon, New York, 2010, 560 s.

Schmid, I. (2002): The influence of soil type and interspecific competition on the fine root system of Norway spruce and European beech. *Basic and Applied Ecology*, 3(4), 339–346.

Schmugge, T. J., Jackson, T. J., McKim, H. L. (1980): Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research*, 16(6), 961–979.

Schume, H., Jost G., Hager, H. (2004): Soil Water Depletion and Recharge Patterns in Mixed and Pure Forest Stands of European Beech and Norway Spruce. *Journal of Hydrology*, 289(1-4), 258–274.

Smolíková, L.: Pedologie I., Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 1988, 129 s.

Stewart, B. A., Howell, T. A.: Encyclopedia of Water Science, CRC Press, New York, 2003, 1104 s.

Strudley, M. W., Green, T. R., Ascough, J. C. (2008): Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research*, 99(1), 4–48.

Sun, Z. J., Young, G. D. (2001): A cost effective soil moisture instrument based on time-domain transmission measurement. TDR 2001 - Second International Symposium and Workshop on Time Domain Reflectometry for Innovative Geotechnical Applications, Northwestern University, Evanston, Ill., 109–115.

Šarapatka, B.: Pedologie a ochrana půdy, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, ČR, 2014, 232 s.

Tindall, J. A.: Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers, Prentice Hall, Upper Saddle River, 1999, 624 s.

Topp, G. C., Davis, J. L., Annan, A. P. (1980): Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. *Water Resources Research*, 16(3), 574–582.

Trnka, M., Brázdil, R., Balek, J., Semerádová, D., Hlavinka, P., Možný, M., Štěpánek, P., Dobrovolný, P., Zahradníček, P., Balek, J., Semerádová, D., Dubrovský, M., Hlavinka, P., Eitzinger, J., Wardlow, B., Svoboda, M., Hayes, M., Žalud, Z. (2015): Drivers of soil drying in the Czech Republic between 1961 and 2012. *International Journal of Climatology*, 35(9), 2664–2675.

Vinnikov, K., Yeserkepova, I. (1991): Soil moisture: Empirical data and model results. *Journal of Climate*, 4(1), 66–79.

Wang, A., Lettenmaier, D. P., Sheffield, J. (2011): Soil moisture drought in China, 1950–2006. *Journal of Climate*, 24(13), 3257–3271.

Western, A. W. (1999): Observed spatial organization of soil moisture. *Water Resources Research*, 35(3), 797–810.

Wu, J., Zhang, R., Gui, S. (1999): Modeling soil water movement with water uptake by roots. *Plant and Soil*, 215(1), 7–17.

Zazueta, F. S., Xin, J. (1994): Soil Moisture Sensors, Bulletin 292; Florida Cooperative Extension Service, Institute of Food and Agricultural Sciences, University of Florida, 1–11.

Zehe, E., Graeff, T., Morgner, M., Bauer, A., Bronstert, A. (2010): Plot and Field Scale Soil Moisture Dynamics and Subsurface Wetness Control on Runoff Generation in a Headwater in the Ore Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 873–889.

Zhai, P., Zhang, X., Wan, H., Pan, X. (2005): Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *Journal of Climate*, 18(7), 1096–1108.

Zhou, X., Lin, H. S., White, E. A. (2008): Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena*, 73(2), 180–188.

Zucco, G., Brocca, L., Moramarco, T., Morbidelli, R. (2014): Influence of land use on soil moisture spatial-temporal variability and monitoring. *Journal of Hydrology*, 516, 193–199.